УДК 551.3 (571.15)

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ – ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК (НА ПРИМЕРЕ ГОРНОАЛТАЙСКОГО СЕГМЕНТА РИФЕЙ–ПАЛЕОЗОЙСКОГО ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА)

В.Н. Коржнев

Бийский педагогический государственный университет им. В.М. Шукшина
E-mail: nirs@bigpi.biysk.ru

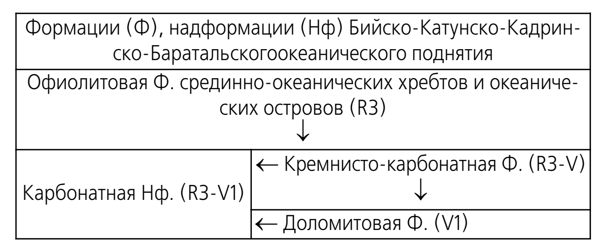
Проведен сравнительный анализ выявленных рифей-палеозойских геодинамических рядов вулканогенно-осадочных формаций Горного Алтая с геодинамическими рядами современных океанов и теоретическими моделями. Определены осадочные формации, которые могут быть индикаторами геодинамических обстановок.

В пределах Горноалтайского сегмента рифей-палеозойского Палеоазиатского океана установлена следующая последовательность смены геодинамических обстановок: океанический хребет → океаническое поднятие → островодужная система, состоящая из задугового бассейна, островной дуги, преддугового прогиба с глубоководным желобом → пассивная окраина континента → рифтогенная окраина континента [1–3]. Каждая геодинамическая обстановка характеризуется определенным набором вертикальных и латеральных рядов вулканогенно-осадочных формаций.

Срединно-океанические рифтовые формационные ряды современных океанов представлены базальтоидными и ультрабазитовыми формациями [4], с которыми сопоставима с позднерифейская офиолитовая формациия Горного Алтая [5, 6]. Из осадочных формаций в поднятиях, по оси срединно-океанических хребтов в полосе до 300 км встречаются редкими пятнами покровы непереотложенных оозовых карбонатных формаций. В тех местах, где океанические хребты поднимаются выше уровня моря, на океанических островах могут образовываться наземноперерывные формации с красноземной почвой, молассоидные угленосные, а у берегов островов – шлировые и туфошлировые, мелководные карбонатные слоистые и рифогенные, а также карбонатно-глинисто-кремнистые формации [4].

Рифей-вендский формационный ряд океанического поднятия на территории Горного Алтая сопоставим с формационной последовательностью, наблюдаемой на Бермудском поднятии [4], табл. 1.

Таблица 1. *Формационный ряд океанического этапа развития Горного Алтая*



Формации (Ф), надформации (Нф) Бийско-Катунско-Кадринско-Баратальскогоокеанического поднятия	
Офиолитовая Ф. срединно-океанических хребтов и океанических островов (R3) ↓	
Карбонатная Нф. (R3-V1)	← Кремнисто-карбонатная Ф. (R3-V) ↓
	← Доломитовая Ф. (V1)

Отличия позднерифейско-вендской карбонатной надформации от современной пелагической карбонатной формации заключаются в ином составе органических остатков, что обусловлено различными временными интервалами, отражающими различные этапы развития органического мира на Земле [7]. Сходная геоморфологическая позиция, закономерное повторение в древних и современных формационных рядов, относительно мелководные условия формирования позволяют рассматривать позднерифейско-вендские кремнисто-карбонатную и доломитовую формации в качестве диагностических для геодинамической обстановки океанических поднятий.

В основании формационного ряда островодужного этапа геологического развития Горного Алтая залегает базальт-кремнисто-глинисто-карбонатная формация (табл. 2), которая непосредственно перекрывает породы карбонатной надформации. Обстановка формирования базальт-кремнисто-глинисто-карбонатной формации по петрохимической характеристике входящих в ее состав базальтов реконструируется как свойственная глубоководным впадинам задугового бассейна с трещинными излияниями лав ранних стадий спрединга [8]. В пользу энсиматического характера островодужной системы свидетельствует ассоциация с габбро-плагиогранитовой формацией (саракокшинский комплекс).

Перед «ранними» островными дугами, которые были подводными или слабо возвышались над уровнем моря, сформировались в основном аккреционные клинья с пластинами серпентинитового меланжа, турбидитами и олистостромами. Наиболее интенсивно субдукционные процессы проявились в заключительную стадию развития островодужной системы, что подтверждается широким распространением меланжево-олистостромовых ассоциаций [1].

Сравнение теоретического формационного ряда [9] с островодужными рядами Горноалтайского сегмента Палеоазиатского океана выявляет сходство в последовательной смене формаций.

Перидотитоидные интрузии, сопоставимые с островодужной офиолитовой формацией, наряду с вулканогенными формациями и их комагматами, также как и удаленные и прибрежные силицитовые формации весьма характерны для островных дуг. В качестве аналогов удаленных силицитовых формаций можно рассматривать сероцветную кремнисто-

Таблица 2. *Формационные ряды островодужного этапа развития Горноалтайского сегмента рифей-палеозойского Палеоазиатского океана (снизу вверх)*

Стадии развития островодужной системы	Уйменско-Лебедской задуговый бассейн		Центральная часть Бийско-Катунско-Кадринско-Баратальской островной дуги	Ануйско-Чуйский преддуговый бассейн	
	Удаленные от островной дуги части бассейна	Склоны островной дуги		Склоны островной дуги	Глубоководный желоб и окраинная океаническая котловина
Ранняя	Базальт-кремнисто-глинисто-карбонатная Ф.(V_2-$Є_1$) ↓	–	–	–	–
	–	–	Островодужная офиолитовая Ф. ($Є_1$) ↓	–	← Сероцветная кремнисто-глинистая Пф. ($Є_1^1$) ↓
Средняя	Флишоидная граувакковая Сф. ($Є_1$)	← Карбонатно-вулканокластическая (известково-граувакковая) Сф. ($Є_1$)	← Ф. толеитовых базальтов и трахибазальтов ($Є_1$) ↓ Рифовая Ф. ($Є_1$) ↓	← Граувакко-сланцевая сф. ($Є_1$) ↓ Рифовая Сф. ($Є_1$)	← Пестроцветная кремнисто-глинистая Пф. ($Є_1$)
Поздняя	–	–	Терригенно-вулканогенная базалтьт-трахибазальтовая Ф ($Є_2$) ↓	–	← Аспидная Ф. ($Є_{1-2}$) ↓
Заключительная	Грубая флишевая Сф. ($Є_{2-3}$) → ↓ Шлировая терригенная Сф. ($Є_3$-O_1t) ↓	–	← Вулканогенно-терригенная (олистостромо-вулканокластическая) дацит-андезит-лейкобазальтовая Сф. ($Є_2$-O_1t)	← Зелено-фиолетовая-граувакко-сланцевая флишоидная Сф ($Є_2$-O_1t)	← Терригенная флишевая Ф. ($Є_{2-3}$) ↓ ← Пелагическая вулканогенно-кремнисто-терригенная Ф. ($Є_3$-O_1t)

глинистую и пестроцветную кремнисто-глинистую подформации островодужного ряда Горного Алтая. Для формационного ряда Сахалинской островной дуги характерна перемежаемость вулканогенных формаций с молассовыми, шлировыми и флишоидными формациями [4]. Шлировые и флишоидные формации являются характерными и для задугового Уйменско-Лебедского бассейна Горного Алтая.

Характерным для обстановки энсиматической островной дуги является ассоциация с глубоководными океаническими осадками. Эти осадки могли формироваться в условиях глубоководного желоба, являющегося характерным элементов островодужных систем. Для формационных рядов желобов характерно невыдержанное, линзообразное залегание формаций в поперечном разрезе, чередование базальтовых и силицитовых формаций, глубоководные турбидитные флишоидные формации, включая грубообломочные (дикий флиш?), олистостромы, реже непереотложенные оозовые карбонатные (впадина Блейк-Багама) и переотложенные карбонатно-турбидитные (Пуэрториканский желоб) [10, 4]. Для глубоководных желобов (в заключительную стадию субдукции) разработан теоретический индикационный ряд осадочных формаций[1] [11] (снизу вверх): аспидная формация (тонкоритмичные дистальные турбидиты) → флиш (дистальные и проксимальные турбидиты) → «морская моласса»[2] (проксимальные турбидиты и флюксотурбидиты).

Сравнение формационных рядов современных глубоководных желобов и теоретических модельных рядов выявляет сходство с формационным рядом Горноалтайского сегмента Палеоазиатского океана в пределах преддугового Ануйско-Чуйского бассейна (табл. 2). На основании этого для палеозойских геодинамических обстановок глубоководных желобов в качестве диагностических можно рассматривать пелагическую вулканогенно-кремнисто-терригенную формацию, кремнисто-глинистую формацию с сероцветной и пестроцветной подформацией (аналоги современных базальтовых и силицитовых формаций), флишевую и аспидную формации, особенно в тех случаях, если они входят в состав единых вертикальных формационных рядов.

Обстановка пассивной окраины Сибирского континента выделена в Южной Сибири на основании отсутствия вулканизма в ордовикско-силурийское время (исключая тремадок) [1]. Крупные горизонтальные смещения блоков континентальной окраины способствовали прекращению на длительный период нормального функционирования зон субдукции. Такая трактовка геодинамической обстановки подтверждается палеомагнитными реконструкциями [12].

[1] Здесь и далее в скобках – формации, характерные для аридных климатических условий.

[2] По принимаемой нами классификации "морскую молассу" следует относить к шлировой формации.

Для пассивных окраин континентов разработан теоретический формационный ряд [4]. От наблюдаемого в Горном Алтае формационного ряда (табл. 3) выявляются отличия, выдерживается лишь терригенный характер осадков.

Таблица 3. *Формационный ряд этапа пассивной континентальной окраины в пределах Горноалтайского сегмента рифей-палеозойского Палеоазиатского континента*

Уйменско-Лебедская зона шельфа и верхних частей континентального склона	Ануйско-Чуйская и Чарышско-Инская зона нижних частей континентального склона и континентальных подножий
Пестроцветная (песчано-алевролитовая) флишоидная сф. (O_{1-2}) ↓ Терригенная шлировая сф. (O_2) ↓ Терригенно-карбонатная шлировая сф. (O_2)	← Черносланцевая терригенная (верхняя аспидная) пф.(O_2) ↓ ← Сероцветная карбонатно-терригенная субфлишевая пф. (O_{2-3})

В пределах современных бассейнов формационные ряды пассивных окраин континентов неплохо изучены в пределах западной окраины Африки (Кванза-Камерунский бассейн) и восточной окраины Канады, в районе бассейна Большой Ньюфаунлендской банки [13]. По наблюдениям И.О. Мардмаа [10] и др. для пассивных континентальных восточных окраин Северной Америки характерны мелководные терригенная и карбонатная формации. Для современных шельфово-склоновых бассейнов пассивных окраин не удается теоретически обосновать единственный индикационный ряд осадочных формаций, но в обобщенном виде вертикальный ряд выглядит в следующем виде (снизу вверх): полифациальная пестроцветная формация субконтинентального происхождения → аргиллитовая (нередко битуминозная) → эвапориты → серия морских терригенно-карбонатных формаций [11]. Сравнение формационных рядов современных пассивных окраин континентов с ордовикским формационным рядом Горноалтайского сегмента Палеоазиатского океана позволяет рассматривать в качестве диагностических для палеозойских пассивных окраин терригенные и терригенно-карбонатные шлировые формации в ассоциации с пестроцветными (песчано-алевритовыми) флишоидными формациями, сменяющимися у подножий континентального склона черносланцевой терригенной формацией и субфлишевой сероцветной карбонатно-терригенной формацией.

Силурийско-девонский рифтогенный структурно-формационный комплекс вулканогенно-осадочных отложений представлен молассоидными и шлировыми формациями озерно-аллювиального и лагунного генезиса. Вулканогенные толщи занимают подчиненное положение и наиболее широко проявлены в эмсе и раннем живете. По девонским вулканогенным подформациям: андезит-базальтовой, базальт-дацит-риолитовой и риолит-андезит-дацитовой, имеющим щелочной уклон и характеризующимся присутствием бимодальных ассоциаций (трахибазальт-трахириолитовых, базальт-риолитовых) по петрохимическим показателям диагностируется обстановка рифтогенной окраины континента.

И.А. Вылцаном [9] разработан типовой ряд рифтогенных внутриплитных обстановок на коре континентального типа (снизу вверх): молассовая красноцветная (озерно-аллювиально-пролювиальная) формация с андезито-базальтовой субформацией → известково-терригенная формация с субформацией черных сланцев и андезито-дацитов → дацит-риолитовая формация (эксплозивный индекс свыше 50 %) → молассовая терригенная формация с субформацией пластовых базальтов. Отражая общие тенденции развития рифта, этот формационный ряд только в деталях отличается от наблюдаемого в Горном Алтае. Определенное сходство выявляется и с теоретическим индикационным рядом осадочных формаций зрелых континентальных рифтов, разработанными Г.А. Беленицкой [11]. В наземных рифтовых грабенах откладываются типичные для рифтогенеза молассовые и подчиненные базальтоидные, щелочно-базальтоидные и щелочно-пикритоидные формации. В прибрежных рифтогенных районах в основании моласс добавляются шлировые, а в предконтинентальных – и другие типы формаций [4].

Сравнение формационных рядов современных континентальных рифтов, теоретических модельных рядов с формационными рядами силурийско-девонского рифтогенного этапа развития территории Горного Алтая позволяет утверждать, что из осадочных формаций характерной для континентальных рифтов является красноцветная молассоидная формация, установленная как в основании рифтогенного комплекса, так и в его верхней части. Раннедевонская красноцветная молассоидная формация верх по разрезу и по простиранию сменяется пестроцветной молассоидной формацией конгломерато-песчаников, известково-щелочных андезито-базальтов и лагунно-морской карбонатно-терригенной субаркозовой шлировой субформациями.

На основании проведенного сравнительного анализа формационных рядов современных океанов и континентов с рифей-палеозойскими рядами Горно-Алтайского сегмента Палеоазиатского океана наметился ряд осадочных формаций, которые могут использоваться как характерные признаки палеогеодинамических обстановок.

Установленные диагностические сочетания осадочных формаций могут служить основой для восстановления этапов формирования рифей-палеозойских складчатых поясов с позиций тектоники плит.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзин Н.А. Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры. Автореф. дис. на соиск. ... уч. степ. д.г.-м.н. – Новосибирск, 1995. – 51 с.
2. Коржнев В.Н. Геодинамический ряд вулканогенно-осадочных формаций Горного Алтая // Формационный анализ в геологических исследованиях. – Томск: Изд-во ТГУ, 2002. – С. 61–64.
3. Парначев В.П., Вылцан И.А., Макаренко Н.А. и др. Девонские рифтогенные формации юга Сибири. – Томск: Изд-во ТГУ, 1996. – 239 с.
4. Попов В.И., Запрометов В.Ю. Генетическое учение о геологических формациях. – М.: Недра, 1985. – 457 с.
5. Гусев Н.И. Реконструкция геодинамических режимов докембрийского и кембрийского вулканизма в юго-восточной части Горного Алтая // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон южной Сибири. – Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. – С. 32–55.
6. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М. и др. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. – 1992. – № 12. – С. 3–14.
7. Коржнев В.Н. Эволюция рифей-палеозойских ландшафтов Земли на примере Горного Алтая // Ландшафтно-экологические проблемы Алтая и сопредельных территорий. – Бийск: НИЦ БиГПИ, 2000. – С. 26–39.
8. Есин С.В., Гибшер А.С., Петрова Т.Е. и др. Геодинамическая позиция кембрийского вулканизма чепошской зоны Горного Алтая: фации задугового бассейна // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области. – Новокузнецк, 1995. – С. 159–161.
9. Вылцан И.А. Фации и формации осадочных пород. – Томск: Изд-во ТГУ, 2001. – 478 с.
10. Мурдмаа И.О. Распространение формаций и их стратиграфическое положение // Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. – М., 1979. – С. 7–31.
11. Беленицкая Г.А., Романовский С.И., Феоктистов В.П. Тектоно-седиментологическое моделирование и прогнозно-минералогический анализ основных геодинамических групп рудоносных осадочных бассейнов России. Осадочные бассейны России, вып. 5. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2001. – 144 с.
12. Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю. и др. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 41. – № 3. – С. 383–397.
13. Конюхов А.И. Обстановки накопления осадков и их отражение в геоформациях материковых окраин // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. – М.: Наука, 1980. – С. 64–96.

УДК 551.435.132